柴达木盆地昆北地区路乐河组/下干柴沟组泥岩地层地球化学特征及古环境意义①

余平辉[1]，马锦龙[2]，廖建波[1]，李志勇[1]，邸　俊[1]

（1　中国石油天然气股份有限公司勘探开发研究院西北分院，甘肃　兰州　730000；
2　兰州大学地质科学与矿产资源学院，甘肃　兰州　730000）

摘　要：柴达木盆地昆北地区位于柴达木盆地西部南区的昆仑山前缘，该地区构造活动频繁，地层完整，是研究古环境和古气候理想地区。通过采集昆北地区切26井新生界下部泥岩样品，对其进行微量元素分析。结果表明：在地层界线附近，路乐河组Cu、U、Cr、Sr元素含量平均值分别为18.34×10^{-6}、3.24×10^{-6}、141.68×10^{-6}、107.10×10^{-6}，下干柴沟组下段为28.17×10^{-6}、3.35×10^{-6}、192.07×10^{-6}、217.05×10^{-6}。下干柴沟组下段微量元素有明显增大趋势，指示沉积环境发生变化。U与陆源碎屑来源指示元素Th相关性差（$R^2=0.1745$），表明U主要为自生成因，因此其含量的增加可以指示原始沉积水体还原程度的增强。Cr与U表现为弱相关（$R^2=0.42$），表明水体环境的变化对Cr的富集有一定的影响；氧化还原指标U/Th、V/Cr表明研究区古环境为氧化水体沉积环境，U/Th、V/Cr指标在下干柴沟组下段变大表明水体加深，还原性增强。利用Sr/Cu比值变化以及结合化石种属演化等推测地层界线附近古气候经历了干旱—湿润—干旱的旋回变化。

关 键 词：　　　　；　　/　　　　；地球化学；氧化还原环境；古气候

文章编号

古沉积环境识别对于古地理的恢复有着非常重要的意义，通过分析沉积地层中微量元素及比值的变化已经在地层划分、对比，古环境恢复以及古气候识别等方面取得了广泛的应用[1-4]。在原始沉积环境中，微量元素的分散与聚集受多方面因素控制。但主要还是由其本身化学性质决定，其次古环境、古气候及物源都能对其造成一定的影响。某些元素在特定的环境下能够富集，如Sr在干旱气候条件下，会因湖水浓缩沉淀而富集[5]；而一些元素因其本身性质特殊，受古环境控制明显，能够直接指示沉积环境，如U、Mo在氧化的海水中相对稳定，但在缺氧环境，更易富集在沉积物中。HATCH J R等在研究北美黑色页岩后得出，V/(V+Ni)≥0.54，指示含H_2S的厌氧环境；V/(V+Ni)为0.46~0.60，指示贫氧环境。由此可见，微量元素及比值变化可较好的指示古环境演化[6-7]。柴达木盆地昆北地区是近年来油气勘探的重点地区，已经明确了路乐河组/下干柴沟组为重要的油气储层[8]。因此该区的沉积地层具有较高的研究价值，前人也已经做了大量研究[9-11]。研究区古近纪路乐河组地层年代为古新世—始新世伊普里斯期，下干柴沟组为始新世鲁帝特期—普里亚本早期[12]。沉积相主要以辫状河三角洲为主，在地层划分和古环境恢复方面手段较为单一，需做进一步研究。对切26井路乐河组及下干柴沟组的钻井岩心样品进行整理分析，对其进行微量元素测试，拟找到微量元素及相 应参数的变化规律，并分析其成因，进而反演研究区古地理古气候。

1　地质背景

柴达木盆地位于我国青藏高原东北部，成因上属于山间盆地并且发育了巨厚的新生代沉积地层。东北部为祁连山—南山逆冲断层带，西北部发育阿尔金走滑断裂，南部东昆仑山抬升以及西部的祁漫

① **收稿日期：**2019-05-15；　**修订日期：**2019-11-01
基金项目：国家科技重大专项（2017ZX050002-003）资助
作者简介：余平辉（1993-），男，硕士研究生，工程师. E-mail：yupinghui@petrochina.com.cn
通讯作者：马锦龙（1971-），男，甘肃武都人，副教授，从事地球化学研究工作. E-mail：mjinlong@lzu.edu.cn

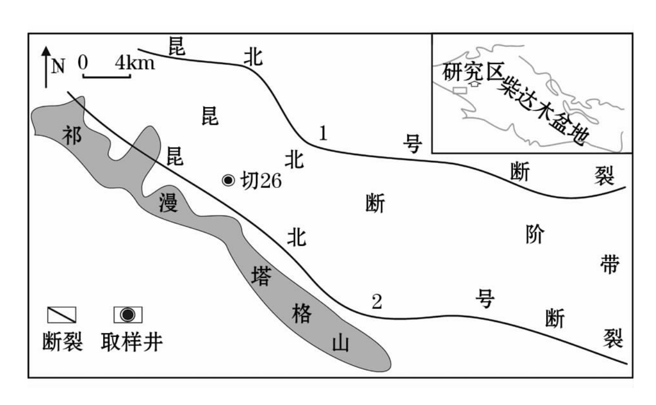


图 1 昆北断阶位置及构造纲要图

Fig. 1 The faults terraces location and structural sketch for the northern Kunlun

塔格逆冲断层带使得盆地整体呈现为不规则菱形，面积约 1.2×10^5 km^2[13-15]。昆北断阶带属于柴达木盆地西部南区，且位置上靠近昆仑山前缘（图 1）。是由于昆仑山隆升向盆地挤压，由此形成的以昆北大逆断裂为主的断阶构造。构造带东西长 120 km，南北宽 15～30 km[16-17]。昆北断阶带在基底之上，发育古近纪和新近纪沉积地层，且古近纪路乐河组（E_{1+2}）、下干柴沟组下段（$E_1{}^3$）为主要的油气勘探目的层。路乐河组（E_{1+2}）岩性特征为：以棕褐色泥岩、砂质泥岩为主，夹棕褐色粉砂岩、泥质粉砂岩及砾岩。前人结合岩性特征及测井曲线特征，认为该区路乐河组下段为辫状河三角洲平原亚相；上段为辫状河三角洲前缘亚相，且发育水下分流河道。下干柴沟组下段（$E_1{}^3$）以棕褐色泥岩、砂质泥岩为主，灰色粉砂岩、泥质粉砂岩、细砂岩为次，底部发育砾状砂岩及砾岩。依据沉积构造和沉积序列得出下干柴沟组下段发育辫状河三角洲—湖泊相沉积体系，以辫状河三角洲前缘沉积为主[18-19]。

2 分析测试与结果

岩芯样品与野外露头样品比较，有未受风化剥蚀、流水冲刷等后期地质作用影响的优点，以此作为分析对象，样品基本保持了原始沉积时的特征，次生作用对岩样的影响较小。为了对地层进行更精细、准确的划分，厘清古环境演化特征，进一步明确油气生储层的分布范围，以指导油气勘探。对切 26 井路乐河组/下干柴沟组下段岩芯进行整理/分析，总共采取泥岩样品共计 11 件。将所有样品送至中国科学院青藏高原研究所进行微量元素分析，分析方法采用 DZ/T0223 – 2001 电感耦合等离子体质谱 l（ICP – MS）法。

部分测试结果如表 1 所示，由表 1 可知，切 26 井泥岩样品中微量元素 Cu、U、Cr、Sr 含量在地层界线附近变化明显。其中在路乐河组顶部，井深 1 963.30～1 970.75 m 间 Cu 的含量变化范围为 16.00×10^{-6}～20.50×10^{-6}，在下干柴沟组底部，井深 1 935.80～1 942.00 m 为 26.82～33.57 ppm，在 1 878.95～1 881.45 m 该值变化范围为 21.04×10^{-6}～29.84×10^{-6}。U 元素在井深 1 963.30～1 970.75 m 间变化范围为 2.75×10^{-6}～3.02×10^{-6}，1 935.00～1 942.00 m 间变化范围为 3.73～4.19 ppm。Cr 在井深 1 963.30～1 970.75 m 内，即路乐河组上段变化范围为 112.00×10^{-6}～115.00×10^{-6}。在井深 1 935.00～1 942.00 m，Cr 的变化范围为 208.00×10^{-6}～283.00×10^{-6}。Sr 在井深 1 963.30～1 970.75 m 变化范围为 103.00×10^{-6}～112.00×10^{-6}，在井深 1 878.00～1 942.00 m 变化范围 131.00×10^{-6}～399.00×10^{-6}。

表 1 特征元素及比值 / 10^{-6}

Tab. 1 Ratios of Feature elements / 10^{-6}

层位	样品号	井深 / m	岩性	V	Cr	Cu	Sr	U	Th	δU	U/Th	V/Cr	Sr/Cu
E_1^3	Q – 2	1 878.95	泥岩	60.79	106.20	21.04	399.10	2.51	10.06	0.67	0.25	0.12	18.97
	Q – 4	1 881.45	泥岩	71.16	166.00	29.84	268.00	2.74	14.13	0.67	0.19	0.12	8.98
	Q – 6	1 885.05	泥岩	107.10	156.60	26.98	210.80	3.07	13.10	0.67	0.23	0.12	7.81
	Q – 7	1 935.80	泥岩	100.90	283.30	33.57	132.60	4.19	12.19	0.67	0.34	0.13	3.95
	Q – 9	1 938.50	泥岩	79.31	207.70	30.77	160.70	3.73	11.66	0.67	0.32	0.13	5.22
	Q – 10	1 942.00	泥岩	81.89	232.60	26.82	131.10	3.87	10.97	0.67	0.35	0.13	4.89
E_{1+2}	Q – 11	1 963.30	泥岩	87.00	150.70	16.21	109.10	2.91	11.61	0.67	0.25	0.11	6.73
	Q – 13	1 964.55	泥岩	100.40	143.10	18.58	106.20	3.02	12.07	0.67	0.25	0.11	5.72
	Q – 15	1 965.55	泥岩	80.24	111.90	20.50	112.30	2.75	10.41	0.67	0.26	0.12	5.48
	Q – 19	1 968.65	泥岩	102.10	155.30	19.63	102.60	4.75	13.87	0.67	0.34	0.10	5.23
	Q – 21	1 970.75	泥岩	76.71	147.40	16.76	105.30	2.77	9.85	0.67	0.28	0.11	6.28

切26井氧化还原指标 δU 为0.67,元素比值U/Th在路乐河组顶部井深1 968.00～1 970.00 m处的值为0.28～0.34;1 963.00～1 965.00 m处,为0.25～0.26;下干柴沟组底部井深1 935.00～1 942.00 m处,为0.32～0.35;1 878.00～1 881 m,为0.19～0.25。V/Cr的值井深1 968～1 970 m处为0.104～0.10;1 963.00～1 965.00 m处,为0.106～0.12;井深1 935.00～1 942.00 m处,为0.126～0.130;1 878.00～1 881.00 m处,为0.12～0.12。Sr/Cu在井深1 942.00 m为4.89,在1 935.80 m处为3.94,在1 878.95 m为最大值18.97。

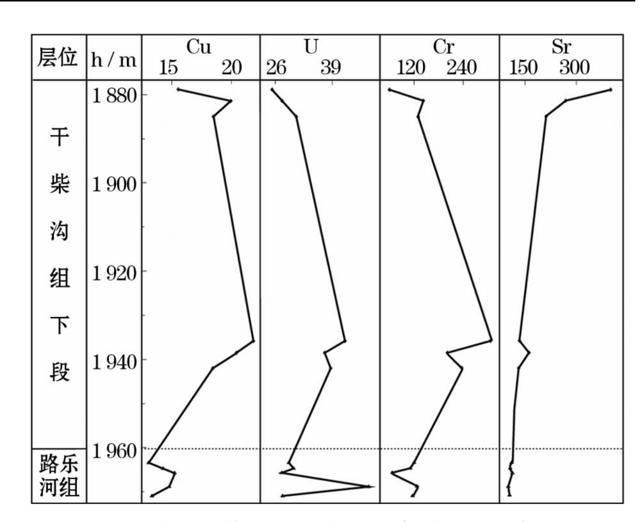


图2　切26井下干柴沟组—路乐河组界线处变化明显的特征元素

Fig. 2　Feature elements with distinct changes at the boundary of Lule-Xiaganchaigou formation

3　古环境讨论

3.1　路乐河组/下干柴沟组界线处地化指标特征

在地层界线附近,Cu、U、Cr、Sr元素含量变化明显如图2所示。泥岩样品中U在地层界线附近变化明显,可能与古环境的氧化还原条件的转变有关,主要是因为U在不同的环境里表现为不同的价态,在强还原状态,表现为+4价不溶于水,富集在沉积物当中。而在氧化状态下,表现为+6价态,易溶于水,不易在沉积物中富集[20-22]。从图3可以看出,U与陆源碎屑来源指示元素Th相关性差(R^2 = 0.17),表明U主要为自生成因,因此其含量的增加可以指示原始沉积水体还原程度的增强。

Cr在富氧海水中会流失,主要以可溶的Cr^{6+}铬酸盐形式存在。在缺氧条件下Cr^{6+}还原成Cr^{3+}形成水合离子,这些离子极易被腐殖质或Fe和Mn的氢氧化物汲取而进入沉积物[23-24]。由此可见下干柴沟组底部Cr的富集与水体环境、有机质以及Fe和Mn的氢氧化物可能有关. 从图3可以看出,Cr与U表现为弱相关(R^2 =0.42),表明水体环境的变化

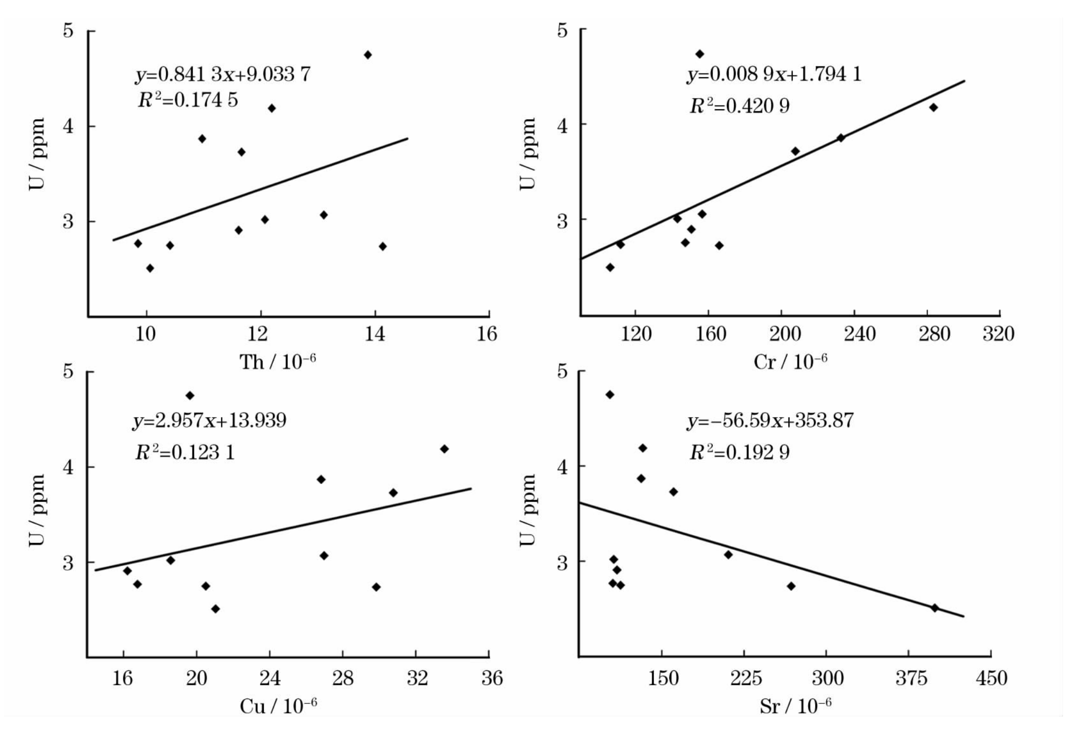


图3　泥岩中各微量元素含量同U的相关性分析

Fig. 3　Correlation between trace element content and U in mudstone

对 Cr 的富集有一定的影响。

由图 2 可见,下干柴沟组底部 Cu 的含量增加。在氧化水体中 Cu 元素通常以有机金属配位体的形式溶解在海水中,只有少量以二价离子存在并且随有机质沉降,同时也可以吸附在 Fe 和 Mn 的氢氧化物上,沉降到水底;在还原条件下,Cu^{2+} 则会还原成 Cu^{+},形成 CuS 和 Cu_2S 沉淀或者以固溶体形式进入自生黄铁矿[25-26]。有机质的沉降量,陆源碎屑来源,水体氧化还原环境都有可能导致 Cu 的富集。从图 2 可以看出,Cu 与 U 相关性较差(R^2 = 0.123 1),表明原始沉积水体环境对 Cu 的富集影响有限,其含量的增加可能更多受有机质的沉降量,陆源碎屑来源控制。

Sr 含量一般与古气候有关,但也受沉积环境的影响。Sr 离子半径与 Ca 相近,所以 Sr 常常置换碳酸盐矿物中的 Ca,所以碳酸盐矿物组分的增加间接影响 Sr 在沉积物中的富集。其次碳酸盐中 Sr 随着水体的加深,沉积相的变化,其含量明显增加。VEIZER 等对现代海洋中钙质生物骨架的矿物成分等进行了研究,认为浅水环境中的藻类等生物主要组成为高镁方解石,深水中的有孔虫等则以低镁方解石为主。其中低镁方解石中 Sr 含量大于高镁方解石,但是高镁方解石不稳定在成岩过程中向低镁方解石转化,锶的含量相应降低。而稳定的低镁方解石中锶的含量在成岩作用过程中并不发生变化,结果反而造成低镁方解石中锶的含量大于高镁方解石转化而成的低镁方解石。这样 Sr 含量表现为由浅水向深水逐渐增加的分布特点,即含生物碎屑的灰岩有利于锶的富集[27-28]。Sr 含量随着地层由老到新逐渐增大,一般情况下,气候干旱条件下湖水浓缩沉淀会导致 Sr 含量的增加,但与后文古气候指标指示的结论相反,由此可见,气候变化不是影响下干柴沟组底部 Sr 含量增加的主控因素。从图 3 可以看出,Sr 与 U 相关性较差(R^2 = 0.19),表明水体环境也不是控制 Sr 富集的主要因素。从后文的讨论中我们可以看到,介形类化石在下干柴沟组较路乐河组有了大幅增加,由此可见生物碎屑增加可能是 Sr 富集的主要因素。

表 2　氧化还原环境的地化指标

Tab. 2　Geochemical indicators of redox conditions

地化指标	本文样品	厌氧	贫氧	富氧环境
δU	0.67	>1.00		<1.00
U/Th	0.19 ~ 0.35	>1.25	0.75 - 1.25	<0.75
V/Cr	0.10 ~ 0.13	>4.25	2.00 - 4.25	<2.00

3.2　氧化还原环境

缺氧环境对某些元素的迁移、富集具有重要意义,也是烃源岩发育的主控因素之一。判断氧化还原环境的方法很多,本文主要选择 δU 法、U/Th 和 V/Cr 这 3 种指标对研究区的水体氧化还原环境进行判定[29-30]。

用 δU 法和 U/Th 比值来判断古氧化还原环境,是基于 Th 和 U 在还原环境里,具有迥异的化学性质。Th 化学性质比较稳定,只有一种价态,即 +4 价且不易溶解。而 U 则在不同的环境里表现为不同的价态,其在强还原状态,表现为 +4 价,且不溶于水,富集在沉积物当中。而在氧化状态下,表现为 +6 价态,且易溶于水,不易在沉积物中富集。正因为这两种元素地球化学性质的差异,所以常常使用 δU 法和 U/Th 比值来判别古沉积环境。δU 法关系式如下:

$$\delta U = U/[0.5 \times (Th/3 + U)] \qquad (1)$$

当 δU > 1,表明当时的水体为缺氧环境;δU < 1,则为正常的水体环境。研究区路乐河组和下干柴沟组下段 11 个泥岩样品的 δU 值都为 0.67,表明路乐河组和下干柴沟组下段泥岩样品的整体沉积环境都为正常水体环境。

U/Th > 1.25 指示厌氧环境;U/Th 介于 0.75 ~ 1.25 之间指示贫氧环境;U/Th < 0.75 是为富氧环境。从图 4 可以看出,U/Th 的值整体都处于富氧环境的范围,但却又有波动性,且在界线附近下干柴沟组底部较路乐河组顶部数值增大(图 4)。

V/Cr 也可作为指示氧化还原环境的指标,其原理同 Th 和 U 类似,即在一定温度下,变价元素反应的氧化还原电位随氧化态和还原态浓度之比的变化而改变这一原理。V/Cr > 4.25 时指示厌氧环境;V/Cr 值为 2 ~ 4.25 之间时,指示贫氧环境;V/Cr < 2 时,指示富氧环境。V/Cr 值的变化,跟 U/Th 值具有某些相似性,其整体处于富氧环境范围,而且在地层界线附近都表现为在路乐河组一侧为低值,在下干柴沟组一侧为较高值。

整体来看,δU 指标只能大致反应水体环境。U/Th 和 V/Cr 比值更为精确,其和微量元素 U 具有相同的变化趋势,在界线附近地层由老到新都增大,表明下干柴沟组底部泥岩沉积环境较路乐河组顶部

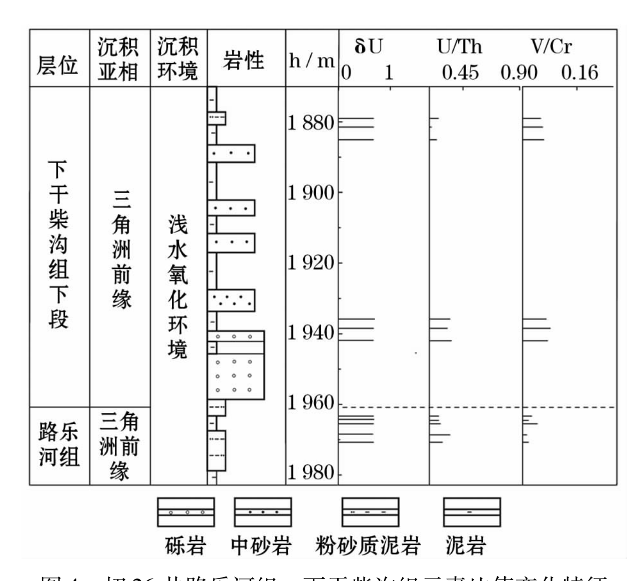


图4 切26井路乐河组—下干柴沟组元素比值变化特征

Fig. 4 Change features of some elements in Lulehe-Xiaganchaigou formation

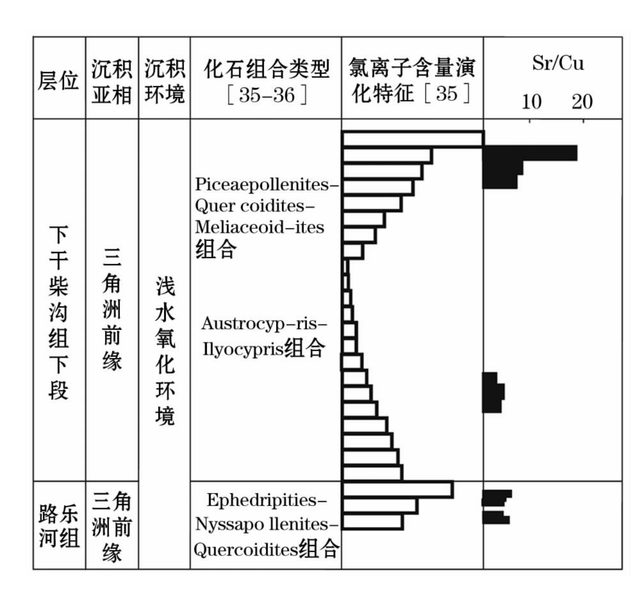


图5 Sr/Cu 比值含量同其他古气候参数类比图

Fig. 5 Analog chart of Sr/Cu ratio content with other paleoclimatic parameters

缺氧程度加深,指示了水体由浅变深。

3.3 古气候意义

众所周知 Sr/Cu 比值常被作为反映古气候指标,当 Sr/Cu >5,表示古气候为干热类型;当 Sr/Cu 为 1-5 表示古气候为温湿类型[31-34]。

路乐河组裸子植物孢粉化石组合类型为 Ephedripites-Nyssapollenites-Quercoidites 组合,下干柴沟组下段为 Piceaepollenites-Quercoidites-Meliaceoid-ites 组合[35]。下干柴沟组下段较前一组孢粉化石类型基本一致,但是下干柴沟组下段介形类相比于上一组有了较大发展,属种、数量明显增多,化石遍布全盆地。具有典型意义的是 Austrocyp-ris-Ilyocypris 组合,Austrocyp-rislevis 为下干柴沟组下段顶部的标准化石[36]。贾艳艳等[37]根据岩屑氯离子含量变化将柴北缘路乐河组以及下干柴沟组下段古气候演化各分为两期旋回。通过将 Sr/Cu 比值和植物化石演化以及岩屑氯离子含量变化进行类比(图5),可以看出 Sr/Cu 比值基本和岩屑氯离子含量变化一致,其中样品 Q-7,Q-10 都小于 5 指示湿润气候类型,这也和介形类生物化石增多所指示的古气候变化具有一致性。由此得出,在路乐河组顶部以及下干柴沟组底部古气候经历了由干旱向湿润再到干旱的旋回转变过程。

4 结 论

(1) 具古环境指示意义的 Cu、U、Cr、Sr 等微量元素含量在路乐河组/下干柴沟组界线附近变化明显,指示了下干柴沟组下段沉积水体还原性增强以及生物碎屑组分的增加。

(2) 氧化还原指标表明研究区古环境为氧化水体沉积环境,在下干柴沟组下段变大表明水体加深,还原性增强。

(3) 古气候意义 Sr/Cu 比值指示了在路乐河组顶部和下干柴沟组底部界限附近,古气候经历了干旱-湿润-干旱的旋回转变过程。

致谢:兰州大学地质科学与矿床资源学院马锦龙教授和杜丁丁博士对本文撰写进行了指导,在此一并致谢。

参考文献(References)

[1] 柴之芳,马淑兰,毛雪瑛,等. 浙江长兴二叠系/三叠系界线剖面的元素地球化学特征[J]. 地质学报,1986,60(2):139-150. [CHAI Zhifang, MA Shulan, MAO Xueying, et al. Elemental geochemical characteristics at the Permian-Triassic boundary section in Changxin, Zhejiang Province[J]. Acta Geologica Sinica, 1986,60(2):139-150.]

[2] 南君亚,周德全,叶健骝,等. 贵州广顺二叠系化学地层的划分及沉积环境分析[J]. 矿物学报,1996,16(2):223-230. [NAN Junya, ZHOU Dequan, YE Jianliu, et al. Di-vision of Permian chemical strata in Guangshun, Guizhou Province and analysis of sedimentary environment[J]. Acta Mineralogica Sinica, 1996, 16(2):223-230.]

[3] 薛祥煦,岳乐平,张云翔,等. 陕西旬邑新近系化学地层及环境

[J]. 地层学杂志,2002,26(2):81－86. [XUE Xiangxi YUE Leping,ZHANG Yunxiang,et al. The neogene chemical stratigraphy and environmental changes of Xunyi ,Shanxi Province[J]. Journal of stratigraphy,2002,26(2):81－86.]

[4] 吴明清,陈楚震. 藏南聂拉木县色龙西山二叠三叠系界线剖面微量元素地球化学[J]. 自然科学进展,1996,6(2):223－221. [WU Mingqing, CHEN Chuzhen. Trace element geochemistry of the Permian-Triassic boundary profile in Selongxi Mountain, Nielamu County, Southern Tibet[J]. Progress in Natural Science, 1996,6(2):223－221.]

[5] 王随继,黄杏珍,妥进才,等. 泌阳凹陷核桃园组微量元素演化特征及其古气候意义[J]. 沉积学报,1997,15(1):65－70. [WANG Suiji, HUANG Xingzhen, TUO Jincai, et al. Evolutional characteristics and their paleoclimate significance of trace elements in the Hetaoyuan Formation, Biyang depression[J]. Acta Sedimentologica Sinica,1997,15(1):65－70.]

[6] 腾格尔,刘文汇,徐永昌,等. 缺氧环境及地球化学判识标志的探讨—以鄂尔多斯盆地为例[J]. 沉积学报,2004,22(2):365－372. [TENGGER, LIU Wenhui, XU Yongchang, et al. The discussion on anoxic environments and its geochemical identifying indices[J]. Acta Sedimentologica Sinica,2004,22(2):365－372.]

[7] 操应长,王艳忠,徐涛玉,等. 特征元素比值在沉积物物源分析中的应用—以东营凹陷王 58 井区沙四上亚段研究为例[J]. 沉积学报,2007,25(2):230－238. [CAO Yingchang, WANG Yanzhong, XU Taoyu, et al. Application of the ration of characteristic elements in provenance analysis: A case study from the upper part of the fourth member of the Shahejie Fm in the W58 area, Dongying depression[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2007, 25(2):230－238.]

[8] 付锁堂,马达德,汪立群,等. 柴达木盆地昆北冲断带古隆起油藏特征及油气成藏条件[J]. 石油学报,2013,34(4):675－682. [FU Suotang, MA Dade, WANG Liqun, et al. Characteristics and accu-mulation conditions of paleo-uplift reservoirs in Kunbei thrust belt, Qaidam Basin[J]. Acta Petrolei Sinica,2013,34(4):675－682.]

[9] 陈国民,夏敏全,万云,等. 柴达木盆地昆北断阶带构造特征及油气前景初步评价[J]. 天然气地球科学,2011,22(1):89－96. [CHEN Guomin, XIA Minquan, WAN Yun, et al. Structural characteristics and exploration prospects of North-Kunlun Faults Zone in Qaidam Basin[J]. Natural Gas Geoscience,2011,22(1):89－96.]

[10] 付玲,张子亚,付锁堂,等. 柴达木盆地昆北油田路乐河组沉积相及储层特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),2010,37(5):494－500. [FU Ling, ZHANG Ziya, FU Suotang, et al. Characteristics and sedimentary facies and reservoirs in Lulehe Formation of the Kunbei Oilfield in Qaidam Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition),2010,37(5):494－500.]

[11] 高先志,陈发景,马达德,等. 中、新生代柴达木北缘的盆地类型与构造演化[J]. 西北地质,2003,36(4):16－24. [GAO Xianzhi, CHEN Fajing, MA Dade, et al. Tectonic evolution of the northern Qaidam Basin during Mesozoic and Cenozoic Eras[J]. Earth Science Frontiers,2003,36(4):16－24.]

[12] 王成善,朱利东,刘志飞. 青藏高原北部盆地构造沉积演化与高原向北生长过程[J]. 地球科学进展,2004,19(3):373－381. [WANG Chengshan, ZHU Lidong, LIU Zhifei. Tectonic and sedimentary evolution of basins in the north of Qinghai Tibet plateau and northward growing process of Qinghai Tibet Plateau[J]. Advances in Earth Science,2004,19(3):373－381.]

[13] 马达德,王艳清. 柴达木盆地昆北断阶带古近系储集层新认识与勘探发现[J]. 石油勘探与开发,2015,42(4):529－537. [MA Dade, WANG Yanqing. New understandings and exploration discovery of Paleogene reservoirs of Kunbei fault terrace belt, Qaidam Basin, NW China[J]. Petroleum Exploration and Development,2015,42(4):529－537.]

[14] 柳祖汉,吴根耀,杨孟达,等. 柴达木盆地西部新生代沉积特征及其对阿尔金断裂走滑活动的响应[J]. 地质科学,2006,41(2):344－354. [LIU Zuhan, WU Genyao, YANG Mengda, et al. Sedimentary features of the Cenozoic in the Western Qaidam Basin: Response to strikes lipping of the Altyn Tagh Fault[J]. Chinese Journal of Geology,2006,41(2):344－354.]

[15] 杨藩,叶素娟,曹春潮,等. 新生代阿尔金断层中、东段右行走滑特征[J]. 地质科学,1994,29(4):346－354. [YANG Fan, YE Sujuan, CAO Chunchao, et al. Right lateral characteristics of the middle eastern segment of Altun fault in Ce-nozoic Era[J]. Scientia Geologica Sinica,1994,29(4):346－354.]

[16] 刘云田,杨少勇. 柴达木盆地西南地区沉积物源及储集层物性研究[J]. 新疆石油地质,2005,2(4):360－362. [LIU Yuntian, YANG Shaoyong. Sedimentary provenances and reservoir qualities in south western Qaidam Basin[J]. Xinjiang Petroleum Geology, 2005,26(4):360－362.]

[17] 陈国民,万云,张培平,等. 柴达木盆地昆北断阶带圈闭特征[J]. 西南石油大学学报:自然科学版,2010,32(4):39－43. [CHEN Guomin, WAN Yun, ZHANG Peiping, et al. Trap characteristics of Kunbei fault-terrace belt in Qaidam Basin[J]. Journal of Southwest Petroleum University: Science & Technology Edition, 2010,32 (4) :39－43.]

[18] 付玲,张子亚,付锁堂,等. 柴达木盆地昆北油田路乐河组沉积相及储层特征[J]. 成都理工大学学报(自然科学版),2010,37(5):494－500. [FU Ling, ZHANG Ziya, FU Suotang, et al. Characteristics of the sedimentary facies and reservoirs in Lulehe Formation of the Kunbei oilfield in Qaidam Basin, China[J]. Journal of Chengdu University of Technology: Science & Technology Edition,2010,37(5):494－500.]

[19] 王海琦,曹正林,张小军,等. 柴西南切克里克 6 号区域古近系储层微观孔隙结构及其控制因素[J]. 兰州大学学报(自然科学版),2011,47(2):1－8. [WANG Haiqi, CAO Zhenglin, ZHANG Xiaojun, et al. Micro-pore structure and main controlling factors of the paleogene reservoir of the Qiekelike 6 region in southwestern Qaidam basin[J]. Journal of Lanzhou University: Natural

Science,2011,47(2):1－8.]

[20] 刘刚, 周东升. 微量元素分析在判断沉积环境中的应用—以江汉盆地潜江组为例[J]. 石油实验地质,2007,29(3):307－310,314.[LIU Gang,ZHOU Dongsheng. Application of microelements analysis in identifying sedimentary environment: Taking Qianjiang Formation in the Jianghan Basin as an example[J]. Petroleum Geology & Experiment,2007,29(3):307－310,314.]

[21] 谢国梁,沈玉林,赵志刚,等. 西湖凹陷平北地区泥岩地球化学特征及其地质意义[J]. 地球化学,2013,42(6):599－610.[XIE Guoliang, SHEN Yulin, ZHAO Zhigang, et al. Distribution characteristic and geological significance of rare earth and trace elements of mudstone of Pingbei area in Xihu depression[J]. Geochimica,2013,42(6):599－610.]

[22] 周刚,郑荣才,罗平,等. 川东华蓥二叠系—三叠系界线地层地质事件与元素地球化学响应[J]. 地球科学—中国地质大学学报,2012,37(增刊):101－110.[ZHOU Gang, ZHENG Rongcai, LUO Ping,et al. Geological events and their geochemical responses of the Permian-Triassic boundary, Huaying, Eastern Sichuan[J]. Earth Science,2012,37(Suppl):101－110.]

[23] KIMURA H,文凤英. 前寒武纪—寒武纪边界处的海洋缺氧事件[J]. 海洋地质动态,2002,18(4):. 33－35.[KIMURA H, WEN Fengying. Ocean anoxic event at the Precambrian-Cambrian boundary[J]. Marine Geology Letters,2002,18(4):33－35.]

[24] 袁选俊,林森虎,刘群,等. 湖盆细粒沉积特征与富有机质页岩分布模式——以鄂尔多斯盆地延长组长 7 油层组为例[J]. 石油勘探与开发,2015,42(1):34－43.[YUAN Xuanjun,LIN Senhu, LIU Qun,et al. Lacustrine fine-grained sedimentary features and organic-rich shale distribution pattern:A case study of Chang 7 member of Triassic Yanchang Formation in Ordos Basin,NW China[J]. Petroleum Exploration and Development,2015,42(1):34－43.]

[25] ALGEO T J,MAYNARD J B. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsy lvanian Kans as-type cyclothems[J]. Chemical Geology,2004,206:289－318.

[26] 郭来源,李忠生,解习农,等. 湖相富有机质泥页岩地球化学元素高频变化及其地质意义:以泌阳凹陷 BY1 井取心段为例[J]. 现代地质,2015,29(6):1360－1370.[GUO Laiyuan,LI Zhongsheng,XIE Xinong,et al. High-frequency variation of geochemical elements and its geological implication on lacustrine organic-rich mudstone and shale formation: An example from the core-taking segment of well BY1 in the Biyang depression[J]. Geoscience,2015,29(6):1360－1370.]

[27] 胡明毅. 塔北柯坪奥陶系碳酸盐岩地球化学特征及环境意义[J]. 石油与天然气地质,1994,15(2):158－163.[HU Mingyi. Geochemical characters and environmental significance of Ordovician carbonate rocks in Keping area, Tarim Basin[J]. Oil & Gas Geology,1994,15 (2):158－163.]

[28] 倪善芹,侯泉林,王安建,等. 碳酸盐岩中锶元素地球化学特征及其指示意义——以北京下古生界碳酸盐岩为例[J]. 地质学报,2010,84(10):1510－1516.[NI Shanqin, HOU Quanlin, WANG Anjian, et al. Geochemical characteristics of carbonate rocks and its geological implications:Taking the lower Palaeozoic carbonate rock of Beijing area as an example[J]. Acta Geologica Sinica, 2010,84(10):1510－1516.]

[29] TRIBOVILLARD N,ALCEO T J,LYONS T,et al. Trace metals as paleoredox and paleo productivity proxies:An update[J]. Chemical Geology, 2006,232(1/2):12－32.]

[30] 林治家,陈多福,刘芊. 海相沉积氧化还原环境的地球化学识别指标[J]. 矿物岩石地球化学通报,2008,27(1):72－80.[LIN Zhijia,CHEN Duofu,LIU Qian. Geochemical indices for redox conditions of marine sediments[J]. Bulletin of Mineralogy,Petrology and Geochemistry,2008,27(1):72－80.]

[31] 吴朝东,陈其英. 湘西磷块岩的岩石地球化学特征及成因[J]. 地质科学,1999,34(2):213－222.[WU Chaodong,CHEN Qiying. The genesis and geochemistry characteristics of phosphates of Upper Sinian Lower Cambrian west Hunan[J]. Scientia Geologica Sinica,1999,34(2):213－222.]

[32] JONES B J,MANNING A C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 1994,111:111－ 129

[33] 宋明水. 东营凹陷南斜坡沙四段沉积环境的地球化学特征[J]. 矿物岩石,2005,25(1):67－73.[SONG Mingshui. Sedimentary environment geochemistry in the Shasi section of southern ramp,Dongying depression[J]. Journal of Mineralogy and Petrology,2005,25(1):67－73.]

[34] 潘明,吕勇,山克强,等. 云南保山栗柴坝组碳酸盐岩地球化学特征及环境意义[J]. 地质论评,2015,61(2):333－343.[PAN Ming,LV Yong,SHAN Keqiang,et al. Geochemical characteristics and environmental significance of carbonate rock in Lichaiba Formation in Baoshan region,Yunnan[J]. Geological Review,2015, 61(2):333－343.]

[35] 宋之琛,王伟铭,毛方园. 依据孢粉资料探讨我国西北地区第三纪时期的干旱化及其与季风的关系[J]. 古生物学报,2008, 47(3):265－272.[SONG Zhichen,WANG Weiming,MAO Fangyuan. Palynological implications for relationship between aridification and monsoon climate in the Tertiary of NW China[J]. Acta Palaeontologica Sinica,2008,47(3):265－272.]

[36] 樊小龙,余平辉,曾亮等. 柴达木盆地新生界生物地层年代研究[J]. 微体古生物学报,2016,44(4):363－378.[FAN Xiaolong, YU Pinghui,ZENG Liang,et al. The biostratigraphic and chronglogical research of cenozoic in the Qaidam Basin,Northwest China[J]. Acta Micropalaeontologica Sinica,2016,44(4):363－378.]

[37] 贾艳艳,邢学军,孙国强,等. 柴北缘西段古—新近纪古气候演化[J]. 地球科学(中国地质大学学报),2015,40(12):1955－1967.[JIA Yanyan,XING Xuejun,SUN Guoqiang,et al. The Paleogene-Neogen paleoclimate evolution in western sector of northern margin of Qaidam Basin[J]. Earth Science,2015,40(12):1955－1967.]

Geochemistry and paleoenvironment significance of Lulehe Formation/ Xiaganchaigou Formation located in the north area of Qaidam Basin

YU Ping-hui[1], MA Jin-long[2], LIAO Jian-bo[1], LI Zhi-yong[1], DI Jun[1]

(1 *Research Institute of Petroleum Exploration & Development-Northwest*, *Lanzhou* 730000, *Gansu*, *China*;

2 *School of Earth Sciences & Mineral Resources*, *Lanzhou University*, *Lanzhou* 730000, *Gansu*, *China*)

Abstract: Kunbei area of Qaidam Basin is in front of Kunlun Mountains in the southern part of Western Qaidam Basin, Qinghai Province, China. It is adjacent to the Qinghai-Tibet Plateau. Therefore, the tectonic activities are unusually frequent. Furthermore, very thick sedimentary strata have remained from the Cenozoic Era. Therefore, it is an ideal area for studying the paleoenvironment and paleoclimatic evolution. Fresh drilling core samples were collected, and trace elements were detected in the lower Cenozoic mudstone samples of Well Qian 26 in Kunbei area. The changes of trace element contents and their correlations were studied, and the ratio of characteristic elements was further calculated. The results showed that the average contents of Cu, U, Cr, and Sr in the Lulehe Formation were 141.7×10^{-6}, 18.3×10^{-6}, 107.1×10^{-6}, and 3.2×10^{-6}, respectively, near the stratum boundary, while those in the Lower Ganchaigou Formation were 192×10^{-6}, 28.2×10^{-6}, 217.1×10^{-6}, and 3.4×10^{-6}, respectively. Compared to the Lulehe formation, the content of trace elements in the lower part of the Xiagangchaigou Formation increased obviously, indicating that the sedimentary environment has changed. The correlation between U and Th, the indicator elements of terrigenous clastic rocks, was poor ($R^2=0.174\,5$). This indicates that U was mainly autogenic, so the increase in U content may indicate an increase in the degree of reduction of the original sedimentary body. The weak correlation between Cr and U ($R^2=0.420\,9$) indicates that the change of water environment had some influence on the enrichment of Cr. The correlation between Cu and U was poor ($R^2=0.123\,1$), indicating that the original sedimentary environment had limited influence on the enrichment of Cu, and the increase of its content may be more controlled by the deposition of organic matter and terrigenous debris sources. The correlation between Sr and U was poor ($R^2=0.192\,9$), indicating that water environment was not the main factor controlling Sr enrichment. The values of U/Th and V/Cr were 0.19 – 0.35 and 0.10 – 0.13, respectively, indicating that the paleoenvironment of the study area was oxidized water depositional environment. The enhancement of U/Th and V/Cr indices in the lower part of Lower Ganchaigou Formation indicates that the water body deepened and the reducibility increased. Based on the Sr/Cu ratio and the evolution of fossil species, it is inferred that the paleoclimate near the stratum boundary has undergone drought-humidity-drought cycles. It can be seen that the evolution of dry and wet paleoclimate led to changes in water depth, which in turn led to changes in the redox conditions of the water environment. This is also the reason for the differential enrichment of trace elements.

Key words: Qaidam Basin Kunbei area; Lulehe Formation-Xiaganchaigou Formation; Geochemistry; Oxidation-redution environment; Paleoclimate